



## Estimación de la escorrentía superficial para el cálculo de la recarga a los acuíferos del macizo kárstico de los Ports de Beseit (Tarragona, España) combinando balance de agua en el suelo y análisis de hidrogramas de caudales

*Estimation of surface runoff for calculating recharge in the karstic massif of Ports of Beseit (Tarragona, Spain) combining water balance in the soil and analysis of flow hydrographs*

S. Espinosa Martínez, E. Custodio

Dpto. Ing. Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Gran Capità, s/n, edif. D2, 08034 Barcelona, España.  
Email: [sespmar@gmail.com](mailto:sespmar@gmail.com), [emilio.custodio@upc.edu](mailto:emilio.custodio@upc.edu)

### RESUMEN

Para la correcta estimación de la recarga por precipitación a los acuíferos tiene especial relevancia tener en cuenta la generación de escorrentía superficial. No considerarla en el cálculo de los recursos hídricos subterráneos puede suponer una sobreestimación de los mismos. En el sistema acuífero del Baix Ebre, en el Sur de Cataluña, es preciso evaluar la escorrentía superficial y de la zona vadosa que se producen en las formaciones carbonatadas karstificadas del macizo de los Ports de Beseit con el objetivo de realizar una estimación más aproximada de los recursos transferidos desde ese macizo a la Plana de La Galera. A partir del modelo conceptual hidrogeológico se realiza la estimación de la escorrentía superficial media anual, que incluye la de los acuíferos colgados temporales de los Ports de Beseit, tanto en su vertiente NW, cuenca del río Matarranya, como en su vertiente SE, Plana de La Galera. Para ello se analizan los hidrogramas de caudales de los ríos y sus afluentes, los hidrogramas de llenado y vaciado del embalse de Uldecona y el balance de agua en el suelo realizado con el código Visual Balan en la cuenca receptora del embalse de Uldecona. La escorrentía superficial en los Ports se ha estimado en  $105 \pm 20 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , lo cual supone el 20–30% de la recarga media anual calculada por los métodos de balance de agua en el suelo y deposición atmosférica de ión cloruro, en torno a  $350\text{--}500 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , cuya mayor parte es transferida lateralmente a la Plana de La Galera.

**Palabras clave:** Escorrentía superficial; recursos hídricos; karst; Baix Ebre; Ports de Beseit; embalse de Uldecona; análisis de hidrogramas.

### ABSTRACT

For the right estimation of aquifer recharge by precipitation surface taking into account runoff is particularly relevant. Non considering it in the estimation of the groundwater resources can overestimate them. In the Baix Ebre

---

Recibido el 8 de mayo de 2015 / Aceptado el 23 de octubre de 2015 / Publicado online el 18 de abril de 2016

**Citation / Cómo citar este artículo:** Espinosa Martínez, S. & Custodio, E. (2016). Estimación de la escorrentía superficial para el cálculo de la recarga a los acuíferos del macizo kárstico de los Ports de Beseit (Tarragona, España) combinando balance de agua en el suelo y análisis de hidrogramas de caudales. Estudios Geológicos 72(1): e045. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42132.374>.

**Copyright:** © 2016 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non Commercial (by-nc) Spain 3.0 License.

aquifer system, in southern Catalonia, the surface and vadose zone runoff produced in the karstified carbonate formations in the Ports de Beseit massif has to be evaluated in order to achieve a better estimation of the resources transferred from this massif to the Plana de La Galera plain. Starting from the conceptual hydrogeological model, the average annual runoff is estimated. It includes the discharge from temporal perched aquifers in the Ports de Beseit massif, in the Matarraña river basin, and in the SE watershed to the Plana de La Galera plain. This is performed by analyzing the river and tributaries hydrographs, the filling and emptying hydrographs of the Ulldescon reservoir, and the soil water balance using the Visual Balan code applied to obtain the runoff in the Ulldescon reservoir watershed. The runoff has been estimated about  $105 \pm 20 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ , which represents 20–30% of average annual recharge in the Ports, estimated with soil water balance and atmospheric chloride deposition balance, about  $350\text{--}500 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ , which is mostly transferred laterally to the Plana de La Galera plain.

**Keywords:** surface runoff; water resources; karst; Baix Ebre; Ports de Beseit; Ulldescon reservoir; hydrograph analysis.

## Introducción

En cuencas de clima árido-semiárido y sub-húmedo mediterráneas, la disminución de la incertidumbre en la estimación de la recarga debido a la escasez de recursos hídricos que suele caracterizarlas tiene especial importancia. En dichas áreas, la demanda de caudal para el abastecimiento poblacional y para el desarrollo de actividades agrícolas es notable y por ello un buen conocimiento de sus recursos hídricos, en especial de los subterráneos, juega un papel clave en su desarrollo socio-económico (Sahuquillo *et al.*, 2009; Custodio, 2011; Molinero *et al.*, 2011).

En estas áreas las actividades humanas se desarrollan frecuentemente en zonas llanas y los recursos de agua disponibles proceden de acuíferos recargados desde sistemas montañosos adyacentes. Su estudio ha tomado especial relevancia en las últimas dos décadas en áreas áridas y semiáridas de diversos lugares del mundo, incluyendo el oeste Norteamericano (Manning, 2002; Nelson & Mayo, 2014; Welch & Allen, 2014), Nuevo México (Wilson & Guan, 2004), Sudamérica (Varni & Custodio, 2013), sur de Australia (Guan *et al.*, 2010), sur peninsular español (Alcalá *et al.*, 2006; Alcalá *et al.* 2011), área mediterránea continental de la Cordillera Prelitoral Catalana (Lambán, 1998), sistemas insulares españoles (Cardoso, 1997; Cruz *et al.*, 2011; Cabrera *et al.*, 2013) y el Baix Ebre en el noreste peninsular español aquí considerado (Espinosa, 2014; Espinosa *et al.*, 2015). Un aspecto importante que afecta a la validez de las evaluaciones de la recarga en áreas montañosas es la estimación de la escorrentía superficial y subsuperficial media anual, incluyendo la producida en el medio no saturado (zona vadosa) debido a la formación de acuíferos colgados de funcionamiento temporal (Beven, 1989; Hardie *et al.*, 2012; O'Brien *et al.*, 2013; Custodio *et al.*, 1997).

La importancia del estudio de la escorrentía superficial ya ha sido establecida en macizos montañosos de clima atlántico europeo en los que la escorrentía supone del 35 al 55% de la precipitación media anual (Samper *et al.*, 2015) y en sistemas insulares áridos (Cruz-Fuentes, 2008). Estas estimaciones parten de un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico, basado en los datos y observaciones disponibles y en lo posible validado mediante estudios y consideraciones hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales (Allison, 1988; Gasparini *et al.*, 1990; Allison *et al.*, 1994; Wood & Sanford, 1995; Hornero *et al.*, 2013).

Este trabajo tiene como objetivo la estimación de la escorrentía superficial media anual para contribuir a acotar la incertidumbre en la estimación de los recursos hídricos subterráneos del sistema kárstico de los Ports de Beseit (en adelante referido también como Els Ports).

## Metodología

Para la estimación de la escorrentía media anual en los Ports de Beseit se ha procedido a la recuperación de las series históricas de caudales diarios de las bases de datos de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) en lo referente al embalse de Ulldescon (vertiente sureste de los Ports) y de la Confederación Hidrográfica Ebro (CHE) en cuanto a los cauces afluentes al río Matarraña con nacimiento en los Ports (ríos Figueras, Pena, Ulldemó) y del río Algars, como apoyo a la interpretación del comportamiento hídrico del macizo de los Ports de Beseit (Figura 2), por estar enclavados en el macizo y presentar características geomorfológicas en cuanto a pendientes, escarpes, superficies de afloramiento de roca, karstificación y vegetación que se pueden considerar como representativas del conjunto territorial.

A partir de los datos de caudales diarios recopilados de trabajos previos (Tourís, 1986; CHE, 1991; CHE, 2009; Badiella, 2009) y de los registros temporales de las estaciones de aforo, se realizó un estudio preliminar general de las condiciones hidrométricas de contorno y de los límites de la zona de estudio (Espinosa, 2014; Espinosa *et al.*, 2014a y b) para determinar la idoneidad de dichos datos para la aplicación de los métodos de estimación de la escorrentía superficial.

Se dispone de las series pluviométricas de las estaciones meteorológicas de Fredes y del Parque Natural (PN) Els Ports, esta última la más representativa del área considerada. Como la estación PN Els Ports entró en funcionamiento en enero de 2007, se ha tenido que extender la serie de datos a partir de los de la estación de Mas de Barberans, que está óptimamente ubicada en el centro de la cuenca de la Plana de La Galera (Figura 4), realizado una corrección por altitud (Espinosa, 2014). Con los hidrogramas de aforo para el periodo 1994–2009 se ha realizado un estudio de la distribución de años húmedos y secos, en función de la desviación de la pluviometría acumulada anual respecto a la pluviometría media anual, existiendo coherencia entre los datos registrados por las estaciones de aforo y los eventos de lluvia registrados por las estaciones meteorológicas. En la serie se aprecia a grandes rasgos una secuencia de periodos lustrales de años secos y años húmedos. Las investigaciones se han desarrollado en una época de tendencia seca.

A partir de la representación gráfica de las series históricas de caudales, tanto del embalse de Ulldesona como de los afluentes de los ríos Matarraña y Algars, se ha determinado de forma aproximada la escorrentía media anual, considerando las superficies de las cuencas receptoras correspondientes.

Para la interpretación de los hidrogramas se definen tres horizontes: a) suelo superior y roca aflorante, con escasa cubierta vegetal y donde tiene lugar la evapotranspiración y lo que se puede denominar escorrentía superficial y subsuperficial o rápida; b) tramo de gran espesor no saturado o zona vadosa en cuyo seno se pueden formar acuíferos colgados semipermanentes y ocasionales sobre intercalaciones litológicas de muy baja permeabilidad y cuyo agotamiento produce una escorrentía lenta que se suma a la escorrentía superficial; y c) zona saturada donde tiene lugar el flujo subterráneo. La designación de

suelo superior debe considerarse como el suelo que pueda existir, en general pobre y de escasa profundidad, más la roca alterada y fracturada somera, que en algunos lugares puede llegar a ser un exokarst.

Paralelamente se ha realizado el estudio del comportamiento hidrológico de la cuenca receptora del embalse de Ulldesona, aplicando técnicas hidroquímicas e isotópicas ambientales, que han sido básicas para formular el modelo conceptual de funcionamiento hidrológico que soporta la interpretación del balance de agua en el suelo con el código Visual Balan en dicha cuenca. Para el balance de agua en el suelo se ha partido de los parámetros hidráulicos del suelo superior, zona no saturada y acuífero utilizados en la resolución del balance de agua en el suelo general (Espinosa, 2014). El balance de agua para la cuenca receptora del embalse de Ulldesona se ha calibrado con los datos de aforo del embalse de Ulldesona, que consisten en los valores diarios de la reserva de agua en el embalse y los caudales de salida, en el periodo de octubre de 1994 a septiembre de 2009.

## Área de estudio

El área de estudio se encuentra localizada en el Baix Ebre, noreste de la Península Ibérica, entre las provincias de Tarragona, Castellón y Teruel. Els Ports actúa de límite provincial y de divisoria de aguas superficiales (Figura 1). Se trata de un gran macizo montañoso, por lo que es importante trabajar a escala regional para poder considerar su contribución a la recarga de los acuíferos del llano adyacente de la Plana de La Galera.

Se ha partido del modelo hidrológico conceptual general de la zona definido en la Tesis Doctoral del primer autor (Espinosa, 2014), habiendo sido necesario avanzar previamente en el conocimiento del funcionamiento hidrodinámico local a partir de la aplicación de técnicas hidroquímicas e isotópicas ambientales en el entorno del embalse de Ulldesona.

En la vertiente SE de los Ports de Beseit, parte de la escorrentía superficial producida en Els Ports es transferida a través de los materiales de piedemonte hacia la Plana de La Galera, infiltrándose en el acuífero a medida que avanza en esa dirección, habiéndose estimado su valor entre 95 y 115 mm·a<sup>-1</sup> con el balance general de agua en el suelo, tal y como se describe en Espinosa (2014). Estos resultados

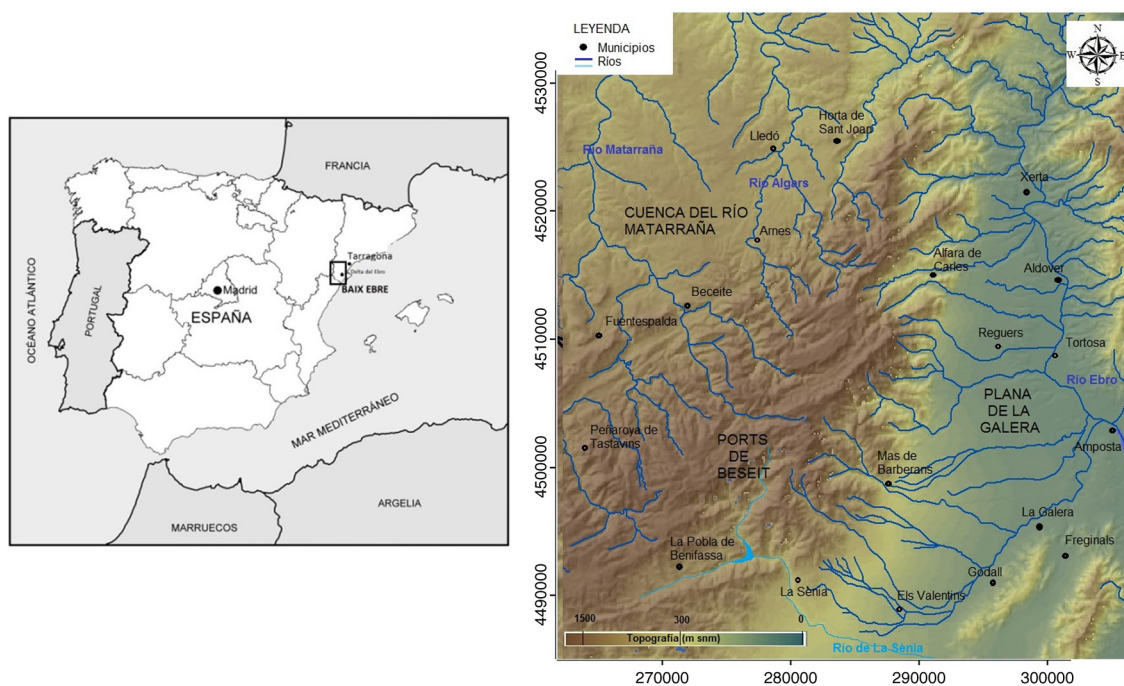


Figura 1.—Localización de la zona de estudio, Baix Ebre, S de Cataluña, NE de la Península Ibérica (izquierda) y Embalse de Ulldesona en el sistema Ports de Beseit, con los límites de la zona de estudio (derecha).

proporcionan una idea de la magnitud de la escorrentía superficial, pero carecen de la robustez necesaria al ser muy dependientes de los parámetros utilizados en los balances, aunque se han intentado calibrados a partir de los niveles piezométricos. Además, no han podido realizarse mediciones in situ del caudal de escorrentía superficial debido a que su existencia en el Baix Ebre queda limitada a los eventos de precipitación extraordinarios, los cuales son ocasionales, con periodicidad groseramente anual y de duración menor a una semana. Ha resultado imposible coordinar logísticamente alguna posible campaña de aforo y muestreo durante alguno de estos eventos.

Tres factores principales hicieron plantear la hipótesis de la importancia de la escorrentía superficial en el sistema Ports de Beseit-Plana de La Galera: (1) ocurrencia de eventos de precipitación estacionales de fuerte intensidad, con escurrimiento superficial, los cuales se observaron en campo y son bien conocidos por la población local, (2) existencia de un embalse en la zona sur de los Ports de Beseit con un comportamiento de llenado y vaciado ligado a estos eventos de precipitación y (3) los resultados previos obtenidos en el balance de agua en el suelo con el código Visual Balan,

que muestran que la escorrentía superficial media anual en la zona de montaña, puede suponer aproximadamente un 20–25% de la recarga media anual (Espinosa, 2014; Espinosa *et al.*, 2015).

El área estudiada se caracteriza por un fuerte contraste de relieves, entre 2 y 300 m en la Plana y hasta cerca de 1500 m de los Ports. La precipitación media es de  $550 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  en la Plana de la Galera (condiciones de semi-aridez), aproximadamente  $1100 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  en la zona alta de los Ports de Beseit (clima mediterráneo sub-húmedo) y de  $690 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  en la cuenca del río Matarranya. Se trata de lluvias estacionales que pueden llegar a ser intensas. Se pueden diferenciar 4 grupos principales de usos de suelo y cobertura vegetal: coníferas y matorral bajo en la zona de los Ports y cultivo de secano y mixto (con regadío de apoyo) en la Plana y cuenca del río Matarranya.

### Contexto geológico regional

El área pertenece a la rama NE de la Cordillera Ibérica en su tránsito a la Cordillera Prelitoral Catalana. Se pueden distinguir tres zonas: los Ports de Beseit, que son la cabecera de la red hidrográfica, con sus dos vertientes, la cuenca del Matarranya



limitando con la depresión del Ebro al noroeste de los Ports y la Plana de La Galera al sudeste de los Ports.

En los Ports de Beseit predominan los materiales mesozoicos, marcando un tránsito entre los dominios de la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Costero-Catalanas. Estos materiales se apilan en escamas cabalgantes y pliegues con direcciones dominantes SW-NE en la zona oriental y dirección NW-SE en la zona occidental y vergencia dominante al NW, donde los niveles arcillosos del Muschelkalk medio y del Keuper actúan como planos de despegue y su existencia da lugar a manantiales que generan el caudal de base en la cabecera de los ríos Matarranya y Algars. La estructura geológica facilita la presencia repetitiva

de afloramientos permeables de edad mesozoica, en ocasiones con alto grado de karstificación evidenciado por la existencia de lapiazes y en especial de cuevas y simas, las que están más desarrolladas en la cara NW del macizo. Se dispone de una cartografía de los “avencs” (galerías) de la potente zona no saturada explorados por el Club de Espeleología de Tortosa y realizada por ellos mismos (CHE, 2008).

Los materiales dominantes, notablemente fallados y fracturados, son las calizas y dolomías mesozoicas, además de conglomerados terciarios asociados al frente de cabalgamiento. Las calizas y dolomías mesozoicas también afloran formando las sierras de Godall y Montsià al SE de la zona de estudio (Figura 2).

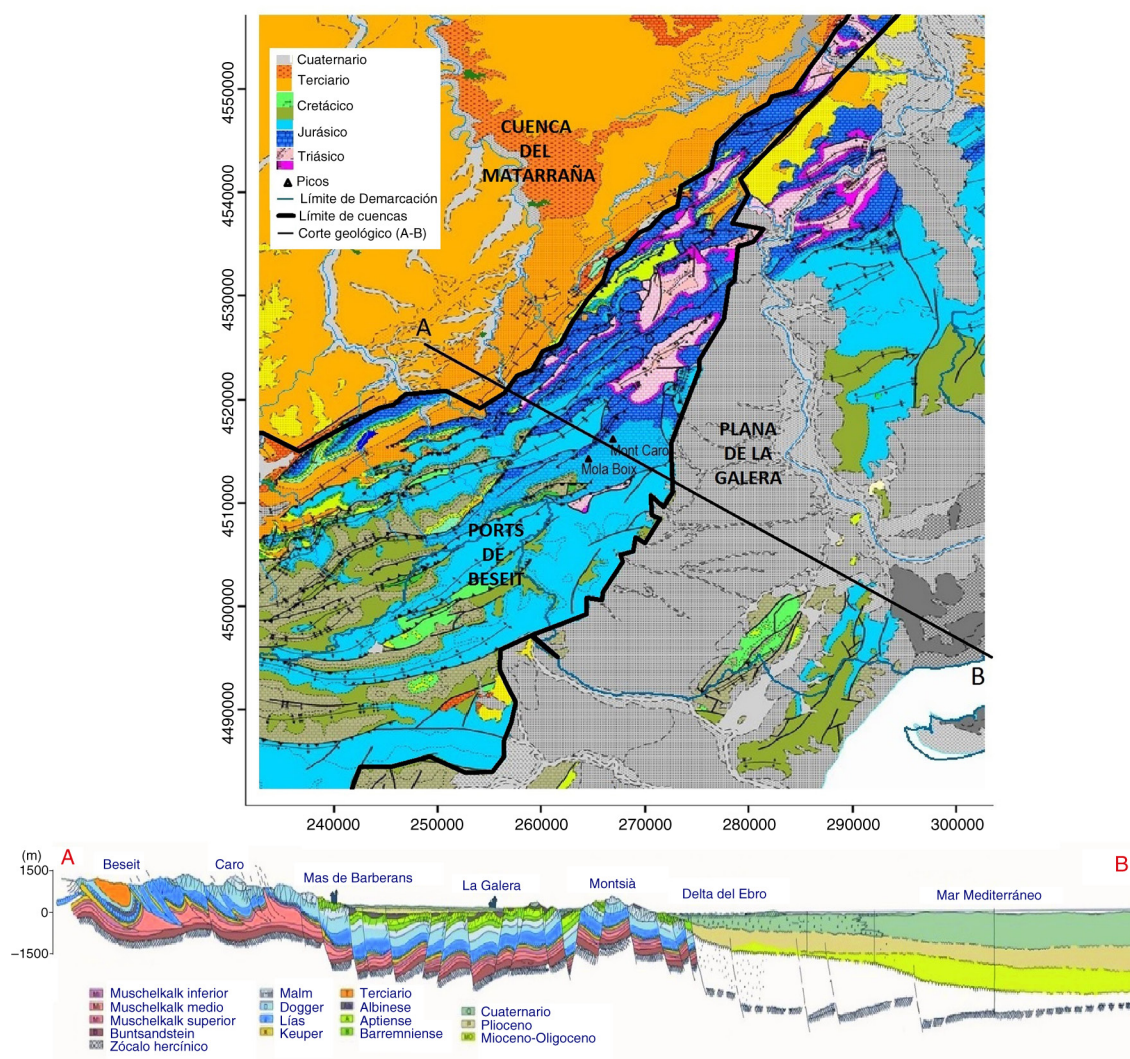


Figura 2.—Mapa geológico de la zona de estudio según la Confederación Hidrográfica del Ebro (<http://hidrologia.geoslab.com/HydroGeoEbro/>). Corte geológico A—B (Beseit-Mar Mediterráneo), según Bayó et al., (1992).

Los acuíferos presentes en los Ports de Beseit corresponden a una serie fundamentalmente dolo-mítico-calcárea que abarca el Triásico, Jurásico y Cretácico (Mesozoico). Aunque existen niveles margosos de baja permeabilidad intercalados, especialmente en las series del Triásico y del Dogger (Jurásico), la compleja fracturación tectónica pone en contacto entre sí los diferentes niveles permeables, de forma que cabe considerar al conjunto como un sólo acuífero kárstico de elevada heterogeneidad, aunque con la posible existencia de acuíferos colgados de funcionamiento temporal. La karstificación tiene un desarrollo muy diferente en función de su localización en la serie estratigráfica. Los materiales mesozoicos karstificados que afloran en los Ports continúan en profundidad hacia la Plana de La Galera, lo que da lugar a la posibilidad de un flujo de agua subterránea perpendicular a las estructuras desde los Ports a la Plana de La Galera.

Los materiales más abundantes que afloran en la depresión del Ebro son de edad cenozoica (Terciario y Cuaternario). Son materiales terrígenos (conglomerados, areniscas y margas), calizas lacustres y evaporitas (yesos). Los cauces principales (ríos Matarraña y Algars) se encajan en su tramo medio-bajo en depósitos aluviales que afloran en el lecho del río a lo largo de todo el recorrido (CHE, 2008).

La Plana de la Galera forma parte de una fosa tectónica (graben) delimitada por un conjunto de fallas subverticales que separan la fosa de la Plana de La Galera, rellena de materiales de edad terciaria a cuaternaria con predominancia de materiales plio-cuaternarios, de los bloques levantados (al SE horst del Montsià y Godall y al NE-SW de los Ports de Beseit) donde afloran materiales de edad mesozoica. El río Ebro circula por una falla de desgarre que desplaza su margen izquierdo en dirección NW respecto a su margen derecho; esta falla actúa de límite geológico e hidrogeológico (Tourís, 1986; Badiella, 2009).

### *Condiciones hidrológicas en los contornos*

Los principales cauces presentes en la vertiente NW de los Ports de Beseit, ordenados de SW a NE, son los ríos Tastavins, Pena, Matarraña y Ulldemó, que constituyen la cabecera del río Matarraña, y los ríos Algars y Canaleta. Sus cursos están adaptados a los cambios orográficos, que a su vez están condicionados por la geología y la tectónica, con barrancos

de mayor pendiente en cabecera y que se suavizan hacia la depresión del Ebro. La orientación de los cauces es de S a N en el sector occidental y cambia a SE-NW en el sector oriental.

En la vertiente SE, la red fluvial de los Ports de Beseit está compuesta por una serie de barrancos que recogen tanto la descarga de las surgencias de los niveles acuíferos colgados como la escorrentía superficial producida en los Ports, desembocando en el margen derecho del río Ebro. Los barrancos de mayor entidad son los barrancos de Xalamera, Paüls, Conca, Lloret, Sant Antoni y La Galera (Figura 3).

Existen dos embalses construidos en la década de 1960, el embalse de Pena en la vertiente W y el embalse de Ulldacona en la vertiente E, de 18 hm<sup>3</sup> y 11 hm<sup>3</sup> de capacidad respectivamente. En ambos casos el agua embalsada se destina al abastecimiento local y riego.

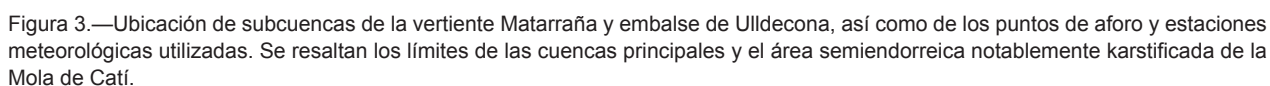
## **Resultados**

### *Caracterización de la cuenca receptora del embalse de Ulldacona para la definición del modelo conceptual de funcionamiento*

El embalse de Ulldacona, emplazado en el sureste de los Ports de Beseit (Figura 3), capta la cabecera del río de La Sénia y regula su curso aguas arriba de la pedanía de El Castell. Sus reservas se destinan al regadío en La Sénia y Ulldacona (ver Figuras 1 y 3).

La cuenca receptora, de 126 km<sup>2</sup>, consiste en dos subcuencas distintas en su ubicación y orientación: el barranco de La Fou hacia el NNE y el barranco de Corruscars hacia el SW (Figura 3) y desarrollo predominantemente según la de los Ports. La subcuenca del barranco de la Fou tiene mayor longitud y profundidad que la del barranco de Corruscars. Además, en esta última subcuenca la densidad de pinar es mayor que en la del barranco de La Fou. Estas características geomorfológicas parecen reflejarse en la química elemental del agua del embalse muestreada en el barranco de Corruscars (estación JUA802 en la Figura 3), no mostrada aquí, a través de una mayor concentración en iones mayoritarios respecto a la química del agua del embalse muestreada a la salida del mismo (estación JUA801 en la Figura 3), procedente en su mayoría del barranco de La Fou.

El embalse puede llenarse hasta verter por coronación con eventos de lluvia de dos o tres días de



subterránea de surgencias y pozos de los alrededores del embalse (Figura 4), no mostrada aquí.

Se trata de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas con concentración de sulfato variable. Se pueden diferenciar 3 grupos a partir de los cuales se plantea la hipótesis del modelo conceptual de funcionamiento: a) grupo de menor concentración que corresponde la lámina de agua más superficial del embalse y las surgencias Font del Teix y Font de La Fou que descargan al embalse; su concentración es comparable a la del agua de lluvia, lo que indica que la descarga ha sido rápida, con escasa interacción con el terreno



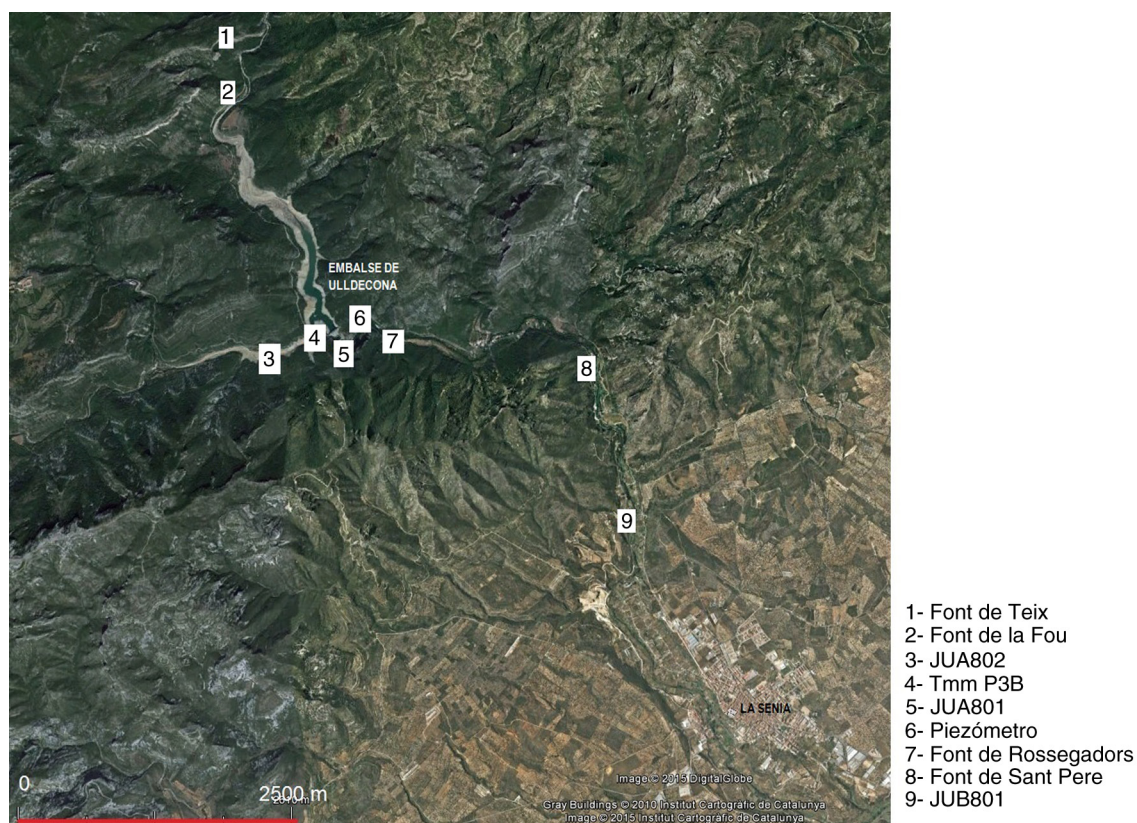


Figura 4.—Localización de los puntos de control de calidad del agua del embalse de Ulldecona de la red de puntos de aforo de la Confederación Hidrográfica del Júcar (Mapa base: GoogleEarth-Institut Cartogràfic de Catalunya).

b) grupo con concentración media que corresponde a la Font dels Rossegadors y a las muestras del frente de presa localizadas al pie de la misma; indica que el agua embalsada procede tanto en la escorrentía superficial como del agotamiento de los acuíferos colgados de la zona vadosa como de la propia lluvia y c) grupo con mayor concentración de iones en general y en especial de sulfatos que corresponde a las muestras de agua de la Font de Sant Pere y piezómetro surgente aguas abajo del embalse, que es surgente la mayor parte del año (Figura 4); mayor tiempo de circulación por el terreno.

#### *Análisis de hidrogramas*

Estudio de las series temporales hidrométricas diarias del embalse de Ulldecona

Se dispone de las series temporales diarias de las reservas y de las salidas del embalse de Ulldecona para un periodo de 15 años. Por tanto es posible calcular las entradas diarias al embalse a partir de:

$$E = \Delta V + S + E_v + f$$

siendo  $E$ =entradas,  $\Delta V$ =variación de volumen,  $S$ =salidas,  $E_v$ =evaporación,  $f$ =fugas del embalse.

La serie de entradas al embalse ( $E$ ) ha sido considerada como la escorrentía total de la cuenca, que es la suma de la escorrentía superficial y la de acuíferos colgados temporales. Las variaciones de volumen se han calculado a partir de la serie diaria de reservas calculadas en el embalse. Se supone que las fugas del embalse por la presa y su entorno son nulas ya que en la década de 1970 se realizaron inyecciones de cemento de la cerrada y no se produce drenaje significativo por sus galerías.

La evaporación media anual de agua del embalse (superficie máxima del embalse de  $0,47 \text{ km}^2$ ) calculada para el periodo 1994–2009 (Espinosa, 2014) representa el 5% de las entradas anuales, por lo que no se considerará en el cálculo de la serie temporal diaria de entradas ya que su valor es similar a los errores de medida y estimación del resto de variables.



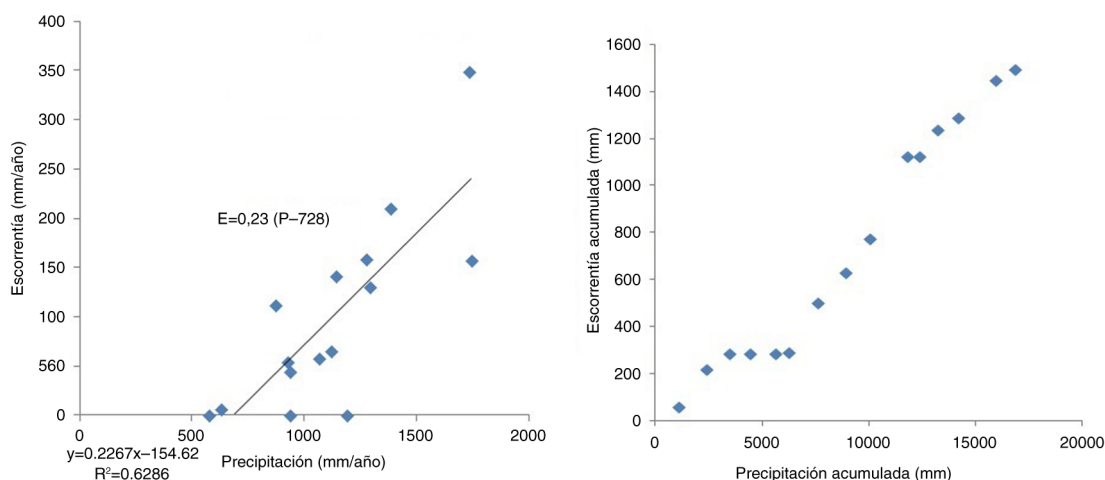


Figura 5.—Relación entre entradas anuales ( $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ) del embalse de Uldecona y precipitación anual ( $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ) de la estación PN Els Ports (izquierda) y de los valores acumulados (mm) (derecha).

La Figura 5 muestra la relación lineal ajustada de la serie diaria de entradas (escorrentía, E), con la precipitación anual (P) en la estación meteorológica PN Els Ports. Esta relación es  $E=0,23 (P-728)$  para valores anuales en mm. El umbral de precipitación ( $728 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ) por debajo del cual no se produce escorrentía tiene asociada una notable incertidumbre. Esta incertidumbre es atribuible a que la ocurrencia de escorrentía a lo largo del año depende de las condiciones previas de la cuenca, tanto meteorológicas como del estado de humedad del suelo. A escala de detalle, según observaciones en campo, los eventos concentrados de precipitación superiores a 100 mm en un día suelen dar lugar a escorrentía superficial, pero también en función de las condiciones previas de humedad en que se encuentre el terreno.

En el hidrograma se diferencian 2 fases en el agotamiento de los eventos de caudal de entrada (fase 1 y 2 en la Figura 6), una con pendiente mayor que la otra. Los tiempos de semi-agotamiento (tiempo para que el caudal se reduzca a la mitad) se han calculado en unos 6 días en promedio para la fase 1 y en unos 35 días para la fase 2. Se plantea la hipótesis de que la fase 1 representa la escorrentía superficial y la subsuperficial que se produce en la parte superior del terreno y la fase 2 la escorrentía procedente del agotamiento de los acuíferos colgados temporales.

De la serie diaria de caudales se ha calculado la aportación total, que es de  $103 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  para las entradas y de  $100 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  para salidas.

A partir de la representación gráfica de las entradas diarias al embalse las aportaciones medias anuales de escorrentía superficial del suelo superior se han evaluado en  $30 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  y en  $73 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  para la zona vadosa, como el área bajo la curva descrita por el hidrograma (Figura 7). El volumen de agua de escorrentía de la zona vadosa se calcula como la suma de las áreas delimitadas por el dibujo entre los agotamientos intermedios de cada evento de entrada (fase 2) y el volumen de agua de escorrentía del suelo superior (fase 1).

#### Análisis de hidrogramas de los afluentes del río Matarraña y Algars

Como apoyo a la interpretación del comportamiento hídrico del macizo de los Ports de Beseit frente a eventos de lluvia se han estudiado los hidrogramas de las series temporales de caudal para los ríos con nacimiento en los Ports localizados en la vertiente noroeste del macizo (Figura 3).

A partir de la representación gráfica y tras separar la escorrentía del suelo superior de la de la zona vadosa (sombreados de color rojo y azul respectivamente en la Figura 8), se han obtenido los valores de aportación total, aportación por escorrentía superficial y aportación por escorrentía de la zona vadosa (Tabla 1), considerando las superficies de las respectivas cuencas aguas arriba del punto de aforo correspondiente (Figura 3).

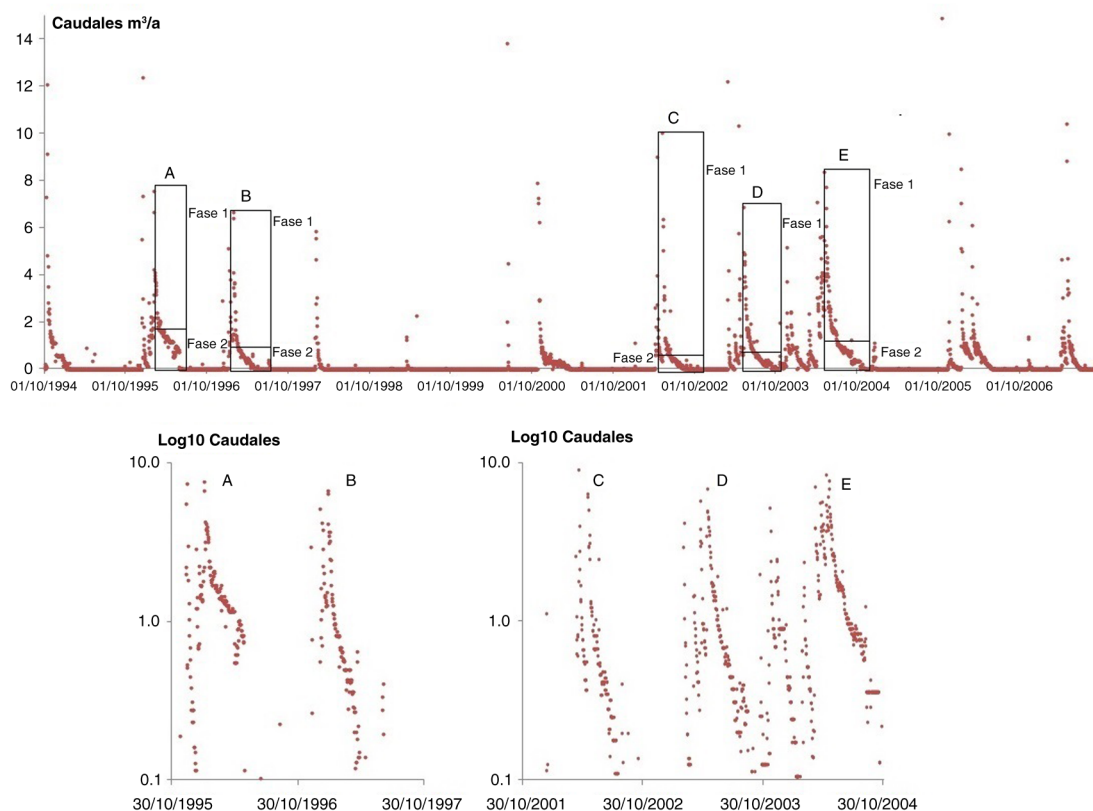


Figura 6.—Cálculo del agotamiento en los eventos de caudales de entrada del embalse de Ulldecona. Figura superior: hidrograma de caudales (no se han representado los caudales mayores que  $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) y selección de los tramos de ampliación; los valores de  $<0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  no tienen significación porque están dentro del error de estimación. Figura inferior: detalle de los agotamientos de caudal de entrada al embalse de Ulldecona con ordenadas en escala logarítmica.

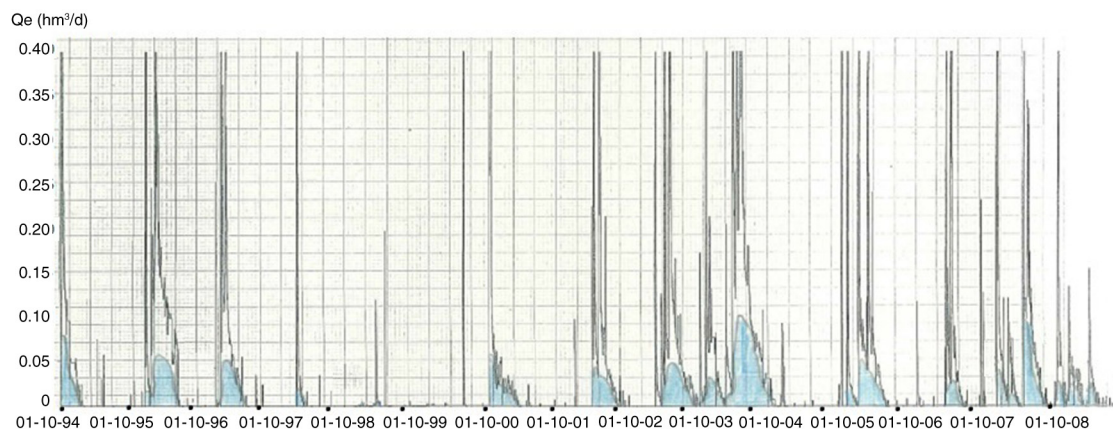


Figura 7.—Entradas al embalse de Ulldecona en el periodo octubre 1994-septiembre 2009 e interpretación del hidrograma. La parte sombreada en azul es lo se que supone que corresponde a la escorrentía de la zona vadosa, apreciado por ajuste manual ( $Q_e$  = caudal de entrada en  $\text{hm}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ).

El río Ulldemó es el que reproduce mejor los eventos de precipitación con generación de escorrentía similar a la producida en el embalse de Ulldecona.

Los restantes difieren ya que el río Figuerales es de pequeña entidad y no nace propiamente en el macizo, el río Pena se alimenta de manantiales permanentes

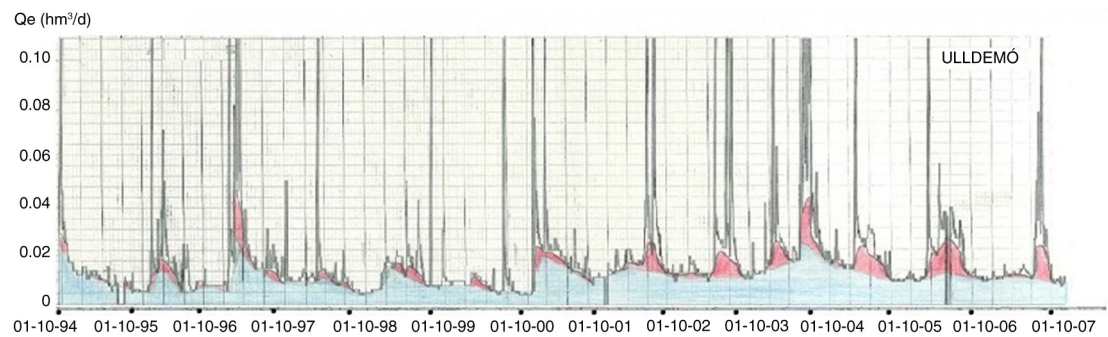


Figura 8.—Caudal del río Ulldemó en el periodo octubre 1994-septiembre 2009 e interpretación del hidrograma. El sombreado en rojo es lo que se identifica como escorrentía de los acuíferos colgados temporales en la zona vadosa y el en azul es la escorrentía del medio subterráneo.

Tabla 1.—Aportaciones medias anuales para los afluentes del río Matarraña y para el río Algars. La situación espacial de la estaciones se muestra en la Figura 3

PERIODO	ID	ESTACIÓN	Años	Sup. km <sup>2</sup>	Aportaciones medias anuales (mm·a <sup>-1</sup> )			
					AT	AS	ASS	AL
1994–2010	9113	Figuerales	16	55	2,25	0,25	2,00	
1994–2010	9110	Pena (Beceite)	16	49	52,49	4,25	48,24	
1994–2007	9052	Matarraña (Ulldemó)	13	48	176,63	15,46	81,7	80,00
1994–2010	9153	Algars (Horta S. Joan)	16	115	180,4	19,20	160,94	

\*A: aportación (T: total, S: escorrentía superficial del terreno, SS: escorrentía zona vadosa, L: flujo subterráneo, ID: identificación).

al pie de los Ports y el río Algars nace en el área notablemente karstificada de la Mola del Catí (Figura 3) y además recibe a lo largo de su recorrido aportes permanentes que incrementan considerablemente su caudal.

*Balance de agua en el suelo con el código Visual Balan en la cuenca receptora del embalse de Ulldecona*

La obtención de la escorrentía media anual en la cuenca receptora del embalse de Ulldecona se ha realizado mediante el balance de agua en el suelo con el código Visual Balan v2.0 (Samper, 1997/2005). Se ha partido del balance de agua en el suelo superior de la zona de estudio (Espinosa, 2014), utilizando el método del Número de Curva (US-SCS, 1972; 1985; Ferrer *et al.*, 1995) para calcular la escorrentía superficial de los eventos de lluvia y se han utilizado los mismos parámetros de la cubierta vegetal y suelo superior, dado que las características son similares. Dichos parámetros representan un suelo poco desarrollado con roca aflorante y pendientes mayores al

1% (Tabla 2, Espinosa, 2014). Además, se ha considerado que existe interceptación puesto que hay zonas con pinares relativamente densos.

Para el balance hidrometeorológico se ha utilizado la serie diaria de datos de precipitación (mm), temperatura media (°C), velocidad del viento (km·h<sup>-1</sup>), humedad relativa (%) y evapotranspiración potencial (mm) de la estación meteorológica PN Els Ports.

El balance de agua en el suelo se calcula teniendo en cuenta la infiltración de agua de lluvia, que es la precipitada menos la interceptación y la escorrentía superficial, descontando la evapotranspiración real calculada por el método exponencial (Samper 1997/2005), con un umbral de déficit hídrico de 10 mm (valor por debajo del cual la evapotranspiración real decrece respecto a la potencial). El excedente más el agua de precipitación que pasa por el suelo como flujo preferente por fisuras atraviesa descendientemente la base del suelo constituye la recarga en tránsito diferida que percola verticalmente por el medio no saturado y que en su recorrido se retrasa a través de variación del almacenamiento y en parte sale lateralmente dando lugar a la escorrentí



Tabla 2.—**Parámetros hidráulicos finales introducidos en el código Visual Balan para el balance de agua en el suelo en la cuenca del Embalse de Uldecona**

DATOS	Años	15
HIDROMETEO	EMET	PN Els Ports
	Punto Control	Aforo salida Embalse de Uldecona
	Área cuenca receptora (km <sup>2</sup> )	126
CUBIERTA VEGETAL	Interceptación-Cubierta vegetal	Bosque de pinares
	Método de cálculo: Singh	
	Capacidad de almacenamiento (mm)	1,27
	Coefficiente de interceptación	0,2
SUELO EDÁFICO	Porosidad total	0,3
	Humedad inicial	0,04
	Conductividad hidráulica (m·d <sup>-1</sup> )	0,1
	Reserva útil máx. (mm)	20
	ETP	datos usuario
	ETR por el método exponencial	Umbral déficit hídrico, CEME (mm)
		10
		CKRD
		0,1
	Escorrentía superficial (Número de curva)	Lluvia mínima del aguacero (mm)
		1,5
		Número de curva
		50
ZONA NO SATURADA	Resolución por Método Explícito	Coef. agotam. flujo hipodérmico (d <sup>-1</sup> )
		0,099
		Tiempo semi-agotamiento (d)
		7
		Contenido inicial de agua (mm)
		10
		Cond hidráulica vertical (m/d)
		0,1
		Coefficiente de percolación (d <sup>-1</sup> )
		0,231
		Tiempo semi-agotamiento (d)
		3
ACUÍFERO	Coefficiente de agotamiento ( $\alpha$ ) (d <sup>-1</sup> )	0,0036
	Tiempo semi-agotamiento (d)	192,5
	Coefficiente almacenamiento (porosidad drenable)	0,025
	Nivel inicial (m snm)	43,63
	Nivel de descarga (m snm)	30

diferida o lenta. El cálculo se realiza considerando que la salida de agua del almacenamiento en el suelo decrece exponencialmente (método modificado según Samper 1997/2005). Los resultados del balance de agua en el suelo en la cuenca del embalse de Uldecona se muestran en la Tabla 3 (periodo de estudio 1994–2009). La media anual de la escorrentía superficial y de la zona vadosa es de 107 mm·a<sup>-1</sup>,

suponiendo el 20 % de la recarga producida, en torno a 500 mm·a<sup>-1</sup> (Figura 9).

Para la calibración del modelo del balance de agua se ha utilizado la serie histórica de caudales diarios de entrada al embalse de Uldecona. Los caudales totales calculados a partir del balance de agua en el suelo son considerablemente mayores que los medidos debido a que son la suma de los

Tabla 3.—**Resultados medios del balance de agua en el suelo, en mm·a<sup>-1</sup>, para la cuenca receptora del Embalse de Uldecona en el periodo octubre de 1994 a septiembre de 2009**

Precipitación	Interceptación	Escorrentía superficial	Escorrentía zona vadosa	ETR	Recarga	Caudal total
1087	98	51	56	370	515	619

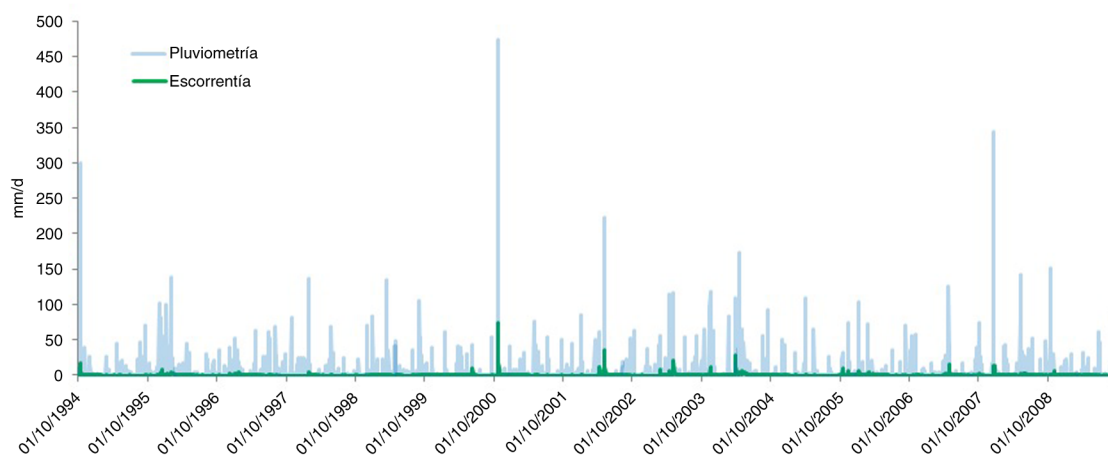


Figura 9.—Hidrograma de precipitación versus escorrentía superficial y de la zona vadosa producida en los Ports ( $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ), derivado de la escorrentía calculada por el balance de agua en el suelo con el código Visual Balan.

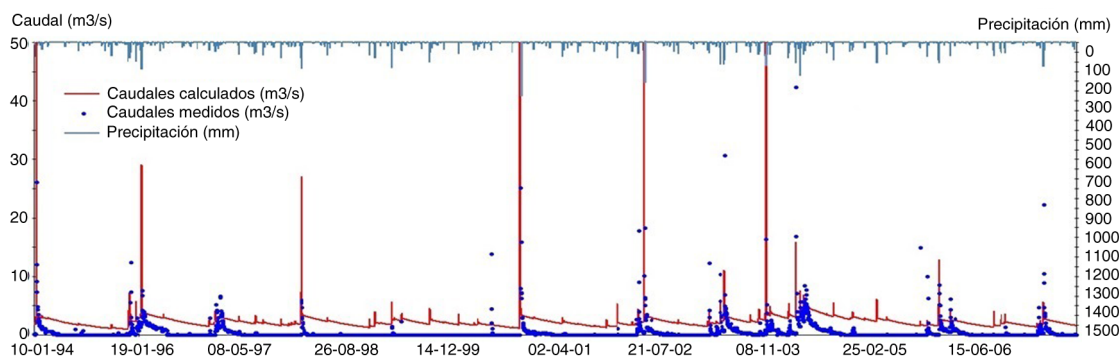


Figura 10.—Evolución temporal de los caudales diarios medidos y calculados ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ) y de la precipitación ( $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ). No se han representado los caudales  $>50 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ .

caudales de escorrentía superficial, escorrentía en zona vadosa y flujo subterráneo en el punto de aforo considerado (Figura 10). Según el modelo conceptual de funcionamiento considerado una parte del embalse de Ulldecona está emplazada por encima del nivel freático del acuífero regional y, el caudal aforado corresponde sólo a las entradas por escorrentía superficial y de la zona vadosa y una pequeña fracción de la recarga, ya que la casi totalidad de la recarga es transferida lateralmente a la Plana de La Galera; lo que está favorecido por la disposición alargada transversal del embalse. De esta forma, los caudales de entrada acumulados calculados y medidos ( $2438 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  y  $2240 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  respectivamente) de escorrentía del suelo superior y de los acuíferos colgados temporales para el periodo 1994–2009 no difieren de forma significativa.

Para determinar de la bondad del ajuste entre los caudales de entrada del embalse con la escorrentía superficial más la vadosa calculada por el modelo se ha aplicado el Criterio D de Schultz (Cabrera, 2012), el cual representa la desviación de los caudales calculados respecto de los medidos:

$$D=200 \frac{\sum |Q_{\text{cal},i} - Q_i| Q_i}{n(Q_{\text{max}})^2}$$

donde  $Q_{\text{cal},i}$  es el valor simulado,  $Q_i$  es el valor medido,  $Q_{\text{max}}$  es el caudal máximo observado en el periodo de estudio y  $n$  el número de datos de la serie.  $D$  puede variar entre 0 y 18, considerándose que el ajuste es muy bueno cuando  $D$  queda en el intervalo 0 a 3. El valor obtenido es  $D=0,008$ .

Se ha realizado un análisis de sensibilidad de los diferentes caudales que componen el caudal total y

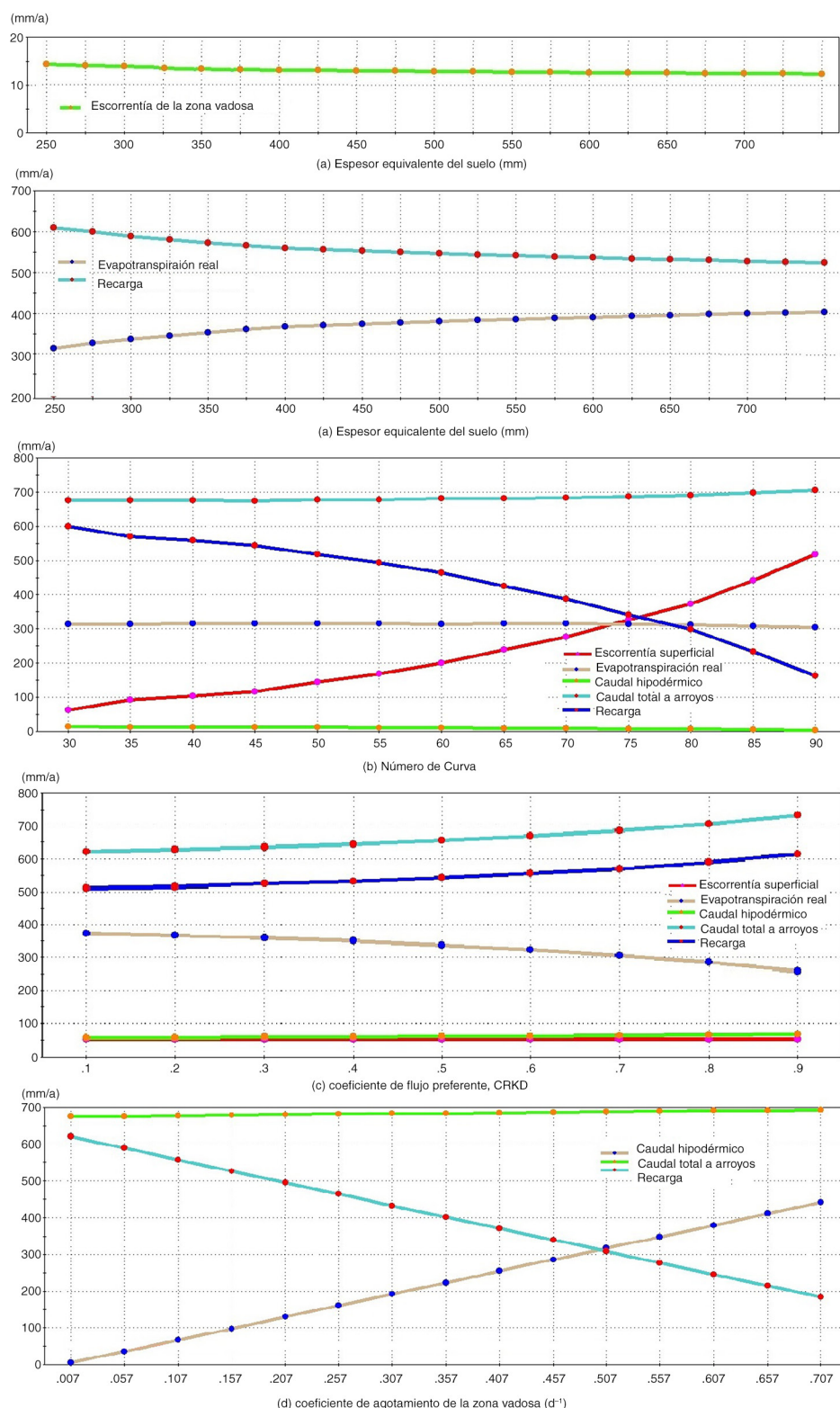


Figura 11.—Sensibilidad de los componentes del balance de agua frente a los parámetros de mayor influencia: (a) espesor equivalente del suelo; la escorrentía superficial (del suelo superior) no está afectada por el espesor equivalente del suelo según el modo de cálculo realizado, (b) número de curva. (c), coeficiente de flujo preferente, CRKD y (d) coeficiente de agotamiento de la zona vadosa.



de los otros componentes del balance frente a los parámetros que presentan mayor incertidumbre y que mayor influencia pueden tener en su variación (Figura 11). También se ha obtenido el coeficiente de sensibilidad (CS) equivalente al factor de ponderación en la estimación de la varianza del parámetro analizado, que es la pendiente de la curva de sensibilidad en el entorno del valor central calculado.

La variación de la reserva máxima en el suelo se representa como espesor equivalente del suelo (Figura 11), ya que el programa no permite su consideración directa. La reserva útil máxima en mm equivale a 40 veces el espesor del suelo en m para una diferencia volumétrica entre la capacidad de campo y el punto de marchitez de 0,04.

El análisis de sensibilidad muestra que la escorrentía superficial sólo es sensible de forma importante al número de curva con un coeficiente de sensibilidad (CS) para valores de Número de Curva entre 45 y 55 es de  $4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  por unidad de número de curva. El número de curva, definido por las características de cobertura de suelo (uso y pendiente), determina en gran parte el comportamiento hidrológico de la cuenca en relación con la capacidad de producir

escorrentía en función de la magnitud del evento de precipitación que la genera. El coeficiente de flujo preferente y el coeficiente de agotamiento de la zona vadosa son otros dos parámetros que afectan sensiblemente al caudal de agua drenado de la zona no saturada y a la recarga.

## Discusión y conclusiones

El modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico de la cuenca receptora del embalse de Ulldedeona parte de la hipótesis de que el llenado del embalse es mayoritariamente debido a la aportación de dos tipos de flujo, uno superficial con un agotamiento rápido y otro de escorrentía de la zona vadosa, más lento, que corresponde al agotamiento de niveles acuíferos colgados temporales (Figura 6).

Dicha hipótesis se apoya en el estudio hidroquímico (Espinosa, 2014), en el cual se ha comparado la concentración de calcio, magnesio y cloruro de las surgencias situadas aguas arriba del embalse de Ulldedeona, del agua de la zona superficial, media y profunda del embalse y de piezómetros y surgencias aguas abajo del frente de presa (Figura 12). En dicho

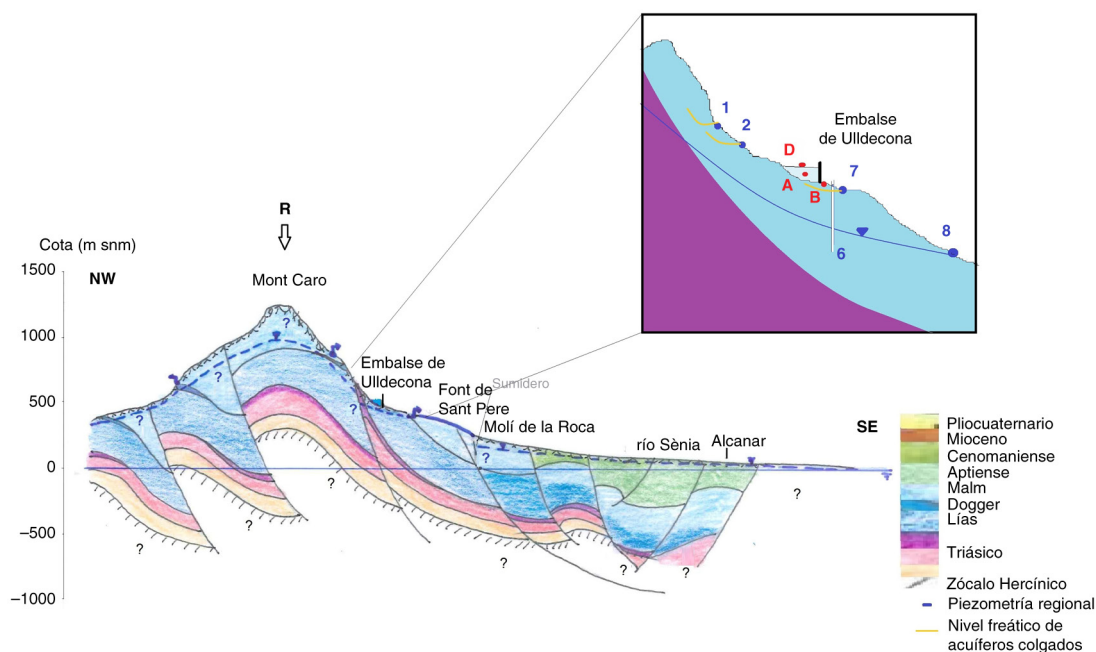


Figura 12.—Esquema del funcionamiento hidrodinámico de la cuenca receptora del embalse de Ulldedeona y localización de los puntos de muestreo de agua superficial y subterránea. R: recarga en los Ports de Beseit, 1: Font del Teix, 2: Font de la Fou, 6: Piezómetro, 7: Font dels Rossegadors, 8: Font de Sant Pere; A: muestra de la zona media del embalse, B: muestra de la zona profunda del embalse y D: muestra de agua superficial del embalse.

estudio se aprecia una notable influencia del agua de lluvia en el agua muestreada en el embalse y en las surgencias localizadas aguas arriba del mismo, corroborando el rápido agotamiento de estos manantiales y de las laderas de la cuenca que vierten al mismo. También se refleja la contribución del terreno en las muestras del frente de presa y de manantial existente a pie de presa, con mayor concentración que las muestras del agua superficial del embalse pero conservando la marca del agua de lluvia. Esta composición hizo considerar una posible mezcla de aguas debida a la conexión hidráulica entre el embalse y el acuífero regional, siendo el flujo subterráneo el que estuviera contribuyendo a la recarga del embalse, pero el estudio de la comparación de la evolución de los hidrogramas de llenado y vaciado del embalse con las oscilaciones de niveles de piezómetros situados en el entorno (no aportado aquí) no refleja esta posibilidad.

Con todo lo anterior puede definirse que el modelo de funcionamiento de la cuenca receptora del embalse de Ulldecona consiste en escorrentía rápida en el suelo superior y escorrentía más lenta en la zona vadosa como consecuencia del agotamiento de niveles acuíferos colgados temporales. Ambos flujos alimentan al embalse, pero gran parte de la recarga se transfiere a otras cuencas o a aguas abajo, ya que la mayor parte del embalse está situado por encima del nivel piezométrico del acuífero regional.

Este modelo de funcionamiento de escala local puede extrapolarse al resto de los Ports de Beseit ya que aunque el grado de karstificación en todo el macizo sea variable a nivel de cuenca de barranco, en general las características geomorfológicas e hidrodinámicas son similares (Espinosa *et al.*, 2015). Según este modelo, en la vertiente SE de los Ports, esta escorrentía superficial y sub-superficial es transferida lateralmente por los materiales de piedemonte a la cuenca adyacente de la Plana de La Galera. En muy raras ocasiones alcanzan al río Ebro.

Una vez obtenidos los valores de escorrentía media anual con el estudio de los hidrogramas de llenado-vaciado del embalse de Ulldecona y caudales de agua superficial de la vertiente NW del macizo y con el balance de agua en el suelo en la cuenca receptora del embalse de Ulldecona, ha sido posible comparar los resultados obtenidos con el balance general de agua en el suelo (Espinosa, 2014). Dichos valores de escorrentía varían entre 95 y 115 mm·a<sup>-1</sup> (Tabla 4). A continuación se hace una pequeña reflexión sobre la validez de dichos resultados en el sistema de los Ports de Beseit.

Las aportaciones de la cuenca receptora del embalse de Ulldecona calculadas a partir del hidrograma de volumen de entradas al embalse son de 103 mm·a<sup>-1</sup>. La diferencia con las salidas es de 3 mm·a<sup>-1</sup>, lo que supone un error del 3% que es menor que el de

Tabla 4.—Valores de escorrentía media anual obtenida por los diferentes métodos de estimación. S: superficie en km<sup>2</sup>, A: aportación en mm·a<sup>-1</sup>, AT: aportación total, ASS: aportación escorrentía de la zona vadosa, AS: aportación superficial, AL: aportación de escorrentía lenta (flujo subterráneo)

PERIODO	ID	ESTACIÓN	Años	S km <sup>2</sup>	Aportación media anual mm a <sup>-1</sup>			
					AT	ASS	AS	AL
HIDROGRAMAS								
1994–2010	9113	Figueras	16	55	2	2		
1994–2010	9110	Pena (Beceite)	16	49	52	48	4	
1994–2007	9052	Matarraña (Ulldemó)	13	48	177	81	15	80
1994–2010	9153	Algars (Horta SJ)	16	115	180	161	19	
1994–2009		Embalse Ulldecona						
		Entradas	15	126	103	73	30	
		Salidas	15	126	100			
VISUAL BALAN								
1994–2009	Embalse Ulldecona		15	126	107	56	51	
1994–2011	Balance general de agua en el suelo (Espinosa, 2014)	SZ4	17	175		103		
		SZ5	17	138		95–113		

las propias medidas hidrométricas y está dentro de los errores de estimación atribuibles a la evaporación en el embalse y posibles pequeñas infiltraciones en el vaso del embalse no identificadas. Es posible que existan errores en la medición o incluso correcciones introducidas en las series, de las cuales se desconoce la metodología aplicada.

Con el balance de agua en el suelo se ha obtenido como resultado de la aportación  $107 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , que es sensible al parámetro Número de Curva, con un coeficiente de sensibilidad de  $4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  por unidad de número de curva. El número de curva se ajusta en función de las características del suelo, por lo que un estudio más en detalle en que se distingan zonas en función de la cubierta vegetal podría reducir de la incertidumbre de la escorrentía.

Los resultados de los hidrogramas tienen una incertidumbre asociada considerable, propia del método, y a pesar de ello hay coincidencia de magnitudes con los balances de agua.

Las conversaciones con especialistas de la zona y las observaciones de campo apuntan a que la escorrentía superficial se produce sólo cuando se tienen determinadas condiciones del estado del suelo previas al evento de lluvia. Por ejemplo, se produce escorrentía si ha llovido durante algunos días consecutivos y la lluvia acumulada en dichos días supera los 100 mm, como se observa en los meses de invierno de los años 1995, 1996, 1997, 2002, 2003, 2004 y 2006 (ver Figura 9). Si no ha llovido durante un dilatado periodo de tiempo y se produce un evento de precipitación superior a los  $100 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$  también se produce escorrentía, como se observa en octubre de 2000 y en diciembre de 2007. Además, analizando las series hidrométricas de escorrentía y precipitación diaria, la ocurrencia de escorrentía en función de los eventos de precipitación tiene lugar en momentos concretos, los cuales responderían al comportamiento observado en campo (Figura 9).

Para la estimación de los recursos hídricos del sistema Ports de Beseit-Plana de La Galera (Espinosa, 2014) se planteó la hipótesis de que la desviación estándar de la escorrentía superficial podría suponer el 20% de su valor. Por tanto, la magnitud de la escorrentía superficial media anual que tiene lugar en los Ports de Beseit se evalúa como  $105 \pm 20 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ . Este valor podría definirse con mayor exactitud realizando un estudio de la incertidumbre asociada a cada

una de las variables que intervienen en la estimación de la escorrentía superficial mediante la estimación de sus varianzas.

Se ha comprobado que existen dos tipos de flujo que llenan el embalse, uno superficial con agotamiento rápido, con un tiempo de semi-agotamiento medio de unos 6 días, y otro de escorrentía de la zona vadosa más lento con un tiempo de semi-agotamiento de unos 35 días, que corresponde a la descarga de los niveles acuíferos temporales colgados en el medio no saturado. Este modelo de funcionamiento de escala local es extrapolable al resto de los Ports de Beseit ya que, aunque el grado de karstificación en todo el macizo sea variable, en general las características geomorfológicas e hidrodinámicas son similares (Espinosa *et al.*, 2015).

La escorrentía media anual estimada en la cuenca receptora del embalse de Ulldecona es comparable y de la misma magnitud cuando se calcula a partir de los caudales de entrada al mismo ( $103 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ) o por balance de agua en el suelo con el código Visual Balan ( $107 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ), siendo todos ellos a su vez coherentes con el rango de escorrentía media anual del balance de agua en el suelo con el código Visual Balan aplicado en toda la superficie de los Ports de Beseit ( $95$  a  $115 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ).

El análisis de sensibilidad de las variables del balance de agua en el suelo en la cuenca receptora del embalse de Ulldecona muestra que la escorrentía depende especialmente del número de curva seleccionado con un CS de  $4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  por unidad de NC. La realización de un análisis de las varianzas de las variables que intervienen en el cálculo de la escorrentía superficial contribuiría a la disminución de su incertidumbre.

Como el valor de la escorrentía superficial media anual se evalúa en  $105 \pm 20 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , la escorrentía superficial representa entre un 20–30% de la recarga calculada a partir del balance general de agua en el suelo y del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, en torno a  $500 \pm 60 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  y a  $350 \pm 150 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  respectivamente (Espinosa 2014). La importancia de tener en cuenta o no la escorrentía superficial en la estimación de recursos de una cuenca de estas características queda patente ya que afecta significativamente a los resultados de recarga por la precipitación, sobreestimándolos, sobre todo en la aplicación del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro (Espinosa, 2014).



## AGRADECIMIENTOS

La investigación se enmarca en el desarrollo de la beca de FPI (CGL2009-12910-C03-01) del primer autor, dentro del proyecto REDESAC (MICINN CGL2009-12910-C03-01). Los autores agradecen la disponibilidad de todas las personas que han hecho posible el desarrollo de los trabajos de campo, tanto en instalación de captadores de agua de lluvia como en localización y muestreo de puntos de interés. También se agradece a los laboratorios de análisis químico elemental e isotópico ambiental la eficiencia de su trabajo y aportación de ideas, en especial a Santiago Balagué, químico profesional y a Albert Solé de la Universidad de Barcelona. Diversos expertos en la zona han proporcionado notables datos e información, en especial Teresa Carceller, Javier San Román y Miguel Ángel García Vera de la Confederación Hidrográfica del Ebro, Javier Lambán y Antonio Azcón de la Unidad del IGME en Zaragoza y Josep Torrens, hidrogeólogo de Tarragona. Se agradece también la ayuda para acceder a los datos a la Confederación Hidrográfica del Ebro y de la Confederación Hidrográfica del Júcar.

## Referencias

- Alcalá, F.J.; Custodio, E.; Contreras, S.; Araguás, L.J.; Domingo, F.; Pulido-Bosch, A. & Vallejos, A. (2006). Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en  $^{18}\text{O}$  del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor. In: III Simposio Internacional sobre tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros. IGME. Madrid 1: 871–885.
- Alcalá, F.J.; Cantón, Y.; Contreras, S.; Were A.; Serrano-Ortiz, P.; Puigdefábregas, J.; Solé-Benet, A.; Custodio, E. & Domingo, F. (2011). Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeast Spain. *Environmental Earth Sciences*, 62 (3): 541–557. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-010-0546-y>
- Allison, G.B. (1988). A review of some of the physical chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. In: *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. Boston. NATO ASI Series, 222: 49–72. [http://dx.doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9\\_4](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_4)
- Allison, G.B.; Gee, G.W. & Tyler, S.W. (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Science Society of America Journal*, 58 (1): 6–14. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010002x>
- Badiella, P. (2009). Estudi d'actualització hidrogeològica del sector de La Carrova y Plana de la Galera per avaluació de recursos hidrològics subterranis pel subministrament a les poblacions litorals del Montsià. Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona. (Informe interno).
- Bayó, A.; Loaso, C.; Aragonés, J.M. & Custodio, E. (1992). Marine intrusion and brackish water in coastal aquifers of Southern Catalonia and Castelló (Spain): a brief survey of actual problems and circumstances. In: *Proceedings of the 12th Salt Water Intrusion Meeting*, Barcelona, Spain, 1992: 741–766.
- Beven, K.J. (1989). Changing ideas in hydrology: the case of physically based models. *Journal of Hydrology*, 105 (1–2): 157–172. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90101-7](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(89)90101-7)
- Cabrera, J. (2012). Calibración de modelos hidrológicos. Instituto para la Mitigación de los Efectos del Fenómeno El Niño, Universidad Nacional de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Civil, Perú.
- Cabrera, M.C.; Naranjo, G.; Hernández-Quesada, P.; Benavides, A.; Estévez, E.; Cruz-Fuentes, T. & Custodio, E. (2013). Estimación de la recarga natural a los acuíferos del norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. In: VIII Congreso Argentino de Hidrogeología, VI Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales en Hidrología Subterránea, Buenos Aires, 2013.
- Cardoso da Silva, G. Jr. (1997). Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- CHE (1991). Estudio de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen derecha del Ebro. Zona III-Acuíferos de la zona baja. Informe General MOPT. Oficina de Planificación Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Clave: 09.803.201. 32 pp.
- CHE (2008). Plan Hidrológico del río Matarraña (versión provisional de la Confederación Hidrográfica del Ebro). 179 pp.
- CHE (2009). Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descarga por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico. Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección. Memoria Resumen IGME, Dirección General del Agua. 32 pp.
- Cruz-Fuentes, T.; Heredia, J. & Cabrera, M.C. (2008). Cálculo del umbral de escorrentía mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al Barranco de La Aldea (Gran Canaria). In: VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria, 2008. *Geo-Temas*, 10: 837–840.
- Cruz, T.; Benavides, A.; Naranjo, G.; Cabrera, M.C.; Hernández, P.; Estévez, E.; Martín, L.F. & Custodio, E. (2011). Estimación de la recarga natural media en la zona noreste de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante el balance de cloruros atmosféricos. Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI. In: Congreso Ibérico de Aguas

- Subterráneas. Zaragoza. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Tema 3, Póster–comunicación. 7 pp (1 póster).
- Custodio, E. (2011). Hidrogeología en regiones semiáridas y áridas. In: VII Congreso Argentino de Hidrogeología, V Seminario Hispano–Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica. Salta, Argentina: 1–17.
- Custodio, E.; Llamas, M.R. & Samper, J. (eds.) (1997). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Asociación Española de Hidrogeólogos–Grupo Español/ITGE. Madrid, 455 pp.
- Espinosa, S. (2014). Estimación de la recarga media anual de acuíferos: aplicación en el Baix Ebre. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 322 pp. <http://hdl.handle.net/10803/283983>
- Espinosa, S.; Custodio, E. & Loaso, C. (2014a). Estimación de la recarga en un sistema acuífero de montaña y llano: caso de los Ports de Beseit-Tortosa-Plana de La Galera (Baix Ebre, Tarragona, España). In: V Congreso Colombiano de Hidrogeología, Medellín: ponencia 86(1), 8 pp.
- Espinosa, S.; Custodio, E. & Loaso, C. (2014b). Estimación de la recarga media multianual a acuíferos: aplicación al Baix Ebre, In: Gómez–Hernández, J. & Rodrigo–Ilarri, J. (Eds.). CIAS 2014, II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia, 2014. Universitat Politècnica de València: 285–301.
- Espinosa, S.; Custodio, E. & Loaso, C. (2015). Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área semiárida del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua, 19 (3): 135–155. <http://dx.doi.org/10.4995/ia.2015.3540>
- Ferrer, M.; Rodríguez, J. & Estrela, T. (1995). Generación automática del número de curva con sistemas de información geográfica. Ingeniería del agua, 2(4): 43–58. <http://dx.doi.org/10.4995/ia.1995.2686>
- Gasparini, A.; Custodio, E.; Fontes, J.Ch.; Jimenez, J. & Núñez, J.A. (1990). Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrain volcanique sous climat semi-aride (Amurga, Gran Canaria, îles Canaries). Journal of Hydrology, 114 (1–2): 61–91. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90075-9](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(90)90075-9)
- Guan, H.; Love, A. J.; Simmons, C. T.; Hutson, J. & Ding, Z. (2010). Catchment conceptualisation for examining applicability of chloride mass balance method in an area with historical forest clearance. Hydrology and Earth System Science, 14: 1233–1245. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-14-1233-2010>
- Hardie, M.A.; Doyle, R.B.; Cotching, W.E. & Lisson, S. (2012). Subsurface lateral flow in texture-contrast (Duplex) soils and catchments with shallow bedrock. Applied and Environmental Soil Science, 2012: 861358. <http://dx.doi.org/10.1155/2012/861358>
- Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L. & Custodio, E. (2013). Recarga natural al acuífero de Alcadozo (España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. In: González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (Eds). Tems Actuales de la Hidrología Subterránea. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp), La Plata: 189–196.
- Lambán, L.J. (1998). Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la unidad Anoia (cordillera Prelitoral catalana). Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 207 pp.
- Manning, A.H. (2002). Using noble gas tracers to investigate mountain-block recharge to an intermountain basin. Ph.D thesis. University of Utah, Salt Lake City, Utah, 187 pp.
- Molinero, J.; Custodio, E.; Sahuquillo, A. & Llamas, M.R. (2011). Groundwater in Spain: legal framework and management issues. In: Findakis, A.N. & Sato, K. (Eds.). Groundwater Management Practices. CRC Press/Balkema. Leiden: 123–137. <http://hdl.handle.net/2117/14364>
- Nelson, S.T. & Mayo, A.L. (2014). The role of interbasin groundwater transfers in geologically complex terranes, demonstrated by the Great Basin in the western United States. Hydrogeology Journal, 22 (4): 807–828. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-014-1104-6>
- O'Brien, R.J.; Misstear, B.D.; Gill, L.W.; Johnston, P.M. & Flynn, R. (2013). Quantifying flows along hydrological pathways by applying a new filtering algorithm in conjunction with master recession curve analysis. Hydrological Processes, 28 (26): 6211–6221. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10105>
- Sahuquillo, A.; Custodio, E. & Llamas, M.R. (2009). La gestión de las aguas subterráneas. Tecnología del Agua, 305: 60–67 y 306: 54–67.
- Samper, J.; Huguet, Ll.; Ares, J. & García-Vera, M.A. (1999/2005). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA. Madrid. 134 pp.
- Samper, J.; Pisani, B. & Espinha, J. (2015). Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. Environmental Earth Sciences, 73 (6): 2645–2656. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-014-3676-9>
- Touris, R. (1986). Recursos hídricos de la vessant catalana de l'Ebre. Servei Geològic de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Barcelona. 300 pp. (Informe interno del Servei Geològic de Catalunya).
- US-SCS (United States Soil Conservation Service). (1972). National Engineering Handbook, Section 4, Hidrology. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

- US-SCS (United States Soil Conservation Service). (1985). National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology (revised). U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Varni, M. & Custodio, E. (2013). Estimación de la recarga al acuífero del Azul: 1. Análisis de las características climáticas. 2. Balances de agua en el suelo y de deposición atmosférica de cloruro. In: González, N.; Kruse, E.E.; Trovatto, M.M.; Laurencena, P. (Eds). Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata. Tomo 1: 31–37 y 38–45.
- Welch, L.A. & Allen, D. M. (2014). Hydraulic conductivity characteristics in mountains and implications for conceptualizing bedrock groundwater flow. *Hydrogeology Journal*, 22 (5): 1003–1026. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-014-1121-5>
- Wilson, J.L. & Guan, H. (2004). Mountain-Block Hydrology and Mountain-Front Recharge. New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New México. In: Groundwater Recharge in a Desert Environment: the Southwestern United States. American Geophysical Union: 113–137. <http://dx.doi.org/10.1029/009WSA08>
- Wood, W.W. & Sanford, W.E. (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying groundwater recharge in a regional semiarid environment. *Ground Water* 33 (3): 458–468. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00302.x>